

ANÁLISIS DE UNA ESTRUCTURA DE CRECIMIENTO ASOCIADA A LA FALLA DE CREVILLENTE

Andrea SEMPERE CORADA

Graduada en Geología UA
asempere82@gmail.com

RESUM: en el término municipal de Albalera aflora el sector Abanilla-Alicante de la falla de Crevillente. Al S de este sector, se realiza un análisis geométrico 3D de una estructura de crecimiento asociada a dicha falla. Para llevar a cabo este estudio ha sido necesario el uso de distintas herramientas informáticas, destinados a la elaboración de un modelo geológico 3D, como son el software PhotoScan®, el sistema de información geográfica ArcGis Desktop® y el software Move®. Una vez creado el modelo geométrico de la estructura, se han analizado las geometrías tridimensionales de los cuerpos sedimentarios. Estos, presentan una geometría en cuña que se abre oblicuamente con respecto a la traza de la falla, es decir se abren tanto perpendicularmente a la misma (lo esperable) como en dirección. Para intentar explicar esta geometría se propone la hipótesis de que pueda ser debida a variaciones de la tasa de deformación de la falla de Crevillente a lo largo de su dirección.

RESUMEN: Según la mayoría de autores, los parántropos son un grupo de homínidos complejo compuesto por diferentes especies del género *Paranthropus* (*Paranthropus aethiopicus* y *Paranthropus boisei*, en el este africano, y *Paranthropus robustus*, en el sur), que vivió en el Pleistoceno inferior, con una cronología que iría desde 2,8 a 1,4 Ma. Este grupo se caracterizaría por la presencia de una serie de rasgos que conforman una morfología facial típica: un complejo masticatorio especializado, con una marcada megadontia poscanina, mandíbulas robustas, cara plana y masiva y cresta sagital (en los machos). La interpretación de este grupo como monofilético vendría determinada por la inclusión de todos estos homínidos en un mismo género y la compartición de todos ellos de un antepasado común. Sin embargo, la inclusión en este grupo de otras formas homínidas podría dar prevalencia a una interpretación polifilética de su evolución.

SUMMARY: this study presents a 3D geometric analysis of a growth sequence related to the Crevillente Fault. This growth sequence outcrops south of Abanilla-Alicante sector of this fault, in the village of Albalera. In this research different softwares has been used in order to build a 3D geological model, such as PhotoScan®, ArcGis Desktop® and the software Move®. The geometric model of the structure permitted the 3D analysis of sedimentary bodies. The most important result of this analysis is that the sedimentary bodies have a wedge-shape geometry opening obliquely to the fault trace, i.e., perpendicular to the trace (the expected) but also along strike. To explain this geometry, I postulate that it may be due to along strike variations of deformation rate of the Crevillente Fault.

Paraules clau: "Model geomètric 3D; seqüència de creixement; Falla de Crevillent (sector Abanilla-Alacant)".

Palabras clave: "Modelo geométrico 3D; secuencia de crecimiento; Falla de Crevillente (sector Abanilla-Alicante)".

Keywords: "3D geometric model; Growth strata; Crevillente Fault (Abanilla-Alicante sector)".

1. INTRODUCCIÓN

La Cuenca del Bajo Segura, situada al sur de la provincia de Alicante, está limitada por dos fallas responsables de la actividad sísmica de la región, la falla del Bajo Segura situada en el borde meridional y la falla de Crevillente (sector Abanilla-Alicante) localizada en su borde septentrional. En esta cuenca se ha registrado la mayor actividad sísmica de toda la provincia y es una de las zonas sísmicamente más activas de la Península Ibérica durante el período histórico e instrumental (Giner y Molina, 2001).

Para la realización de este trabajo se ha construido un modelo fotogramétrico a partir de fotos tomadas por un dron, procesadas con el Programa PhotoScan©. Este modelo se utilizó para realizar la cartografía geológica de la zona de estudio. Posteriormente, se creó el modelo geométrico 3D de la estructura geológica con el programa Move©, a partir del Sistema de Información Geográfica obtenido con

la herramienta ArcGis Desktop©. Previamente, se realizó un levantamiento una columna estratigráfica, una que sintetiza todas las unidades litoestratigráficas definidas. Con todos estos datos se elabora un análisis estructural de la Falla de Crevillente, en el que se ha caracterizado la geometría de una secuencia de crecimiento asociada a dicha falla. Para ello ha resultado especialmente útil el modelo geométrico 3D, en el que se distingue de manera sencilla la disposición de las unidades litoestratigráficas reconocidas en la zona. Este estudio, ha llevado a proponer una caracterización de la evolución cinemática de la falla de Crevillente, teniendo en cuenta la tasa de deformación de la misma y cómo ésta varía a lo largo del el espacio.

2. LOCALIZACIÓN

2.1. Contexto geográfico

La zona objeto de estudio de este trabajo de fin de grado, se encuentra al sureste de la Península Ibérica, en la Vega del Bajo Segura, la

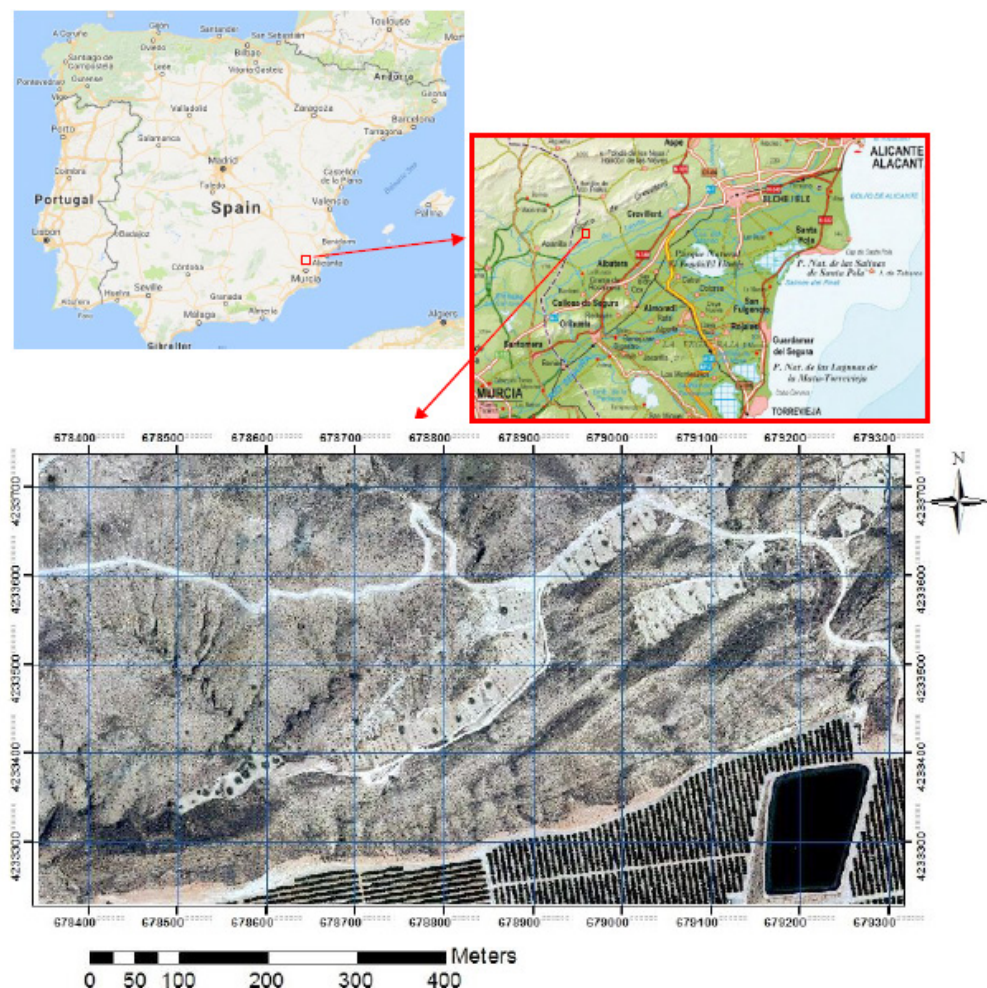


Fig. 1: ortoimagen del PNOA de la zona de estudio y mapa de situación general.

comarca más al sur de la Provincia de Alicante. El área se sitúa al este del municipio de Abanilla, al norte de los pueblos de La Murada y Albatera, al suroeste del Hondón de los Frailes y al oeste de Crevillente. Dicha extensión tiene la forma geométrica de un triángulo, cuyas coordenadas UTM son 30S 678345.68 m E 4233250.28 m N correspondiente a la esqui-

na izquierda, 30 S 678997.40 m E 4233744.92 m N siendo la esquina derecha superior y 30 S 679277.54 m E 4233430.96 m N la esquina derecha inferior (Fig.1).

2.2. Contexto tectónico

El origen de la Cordillera Bética tuvo lugar en el Mioceno Inferior, resultado de la colisión

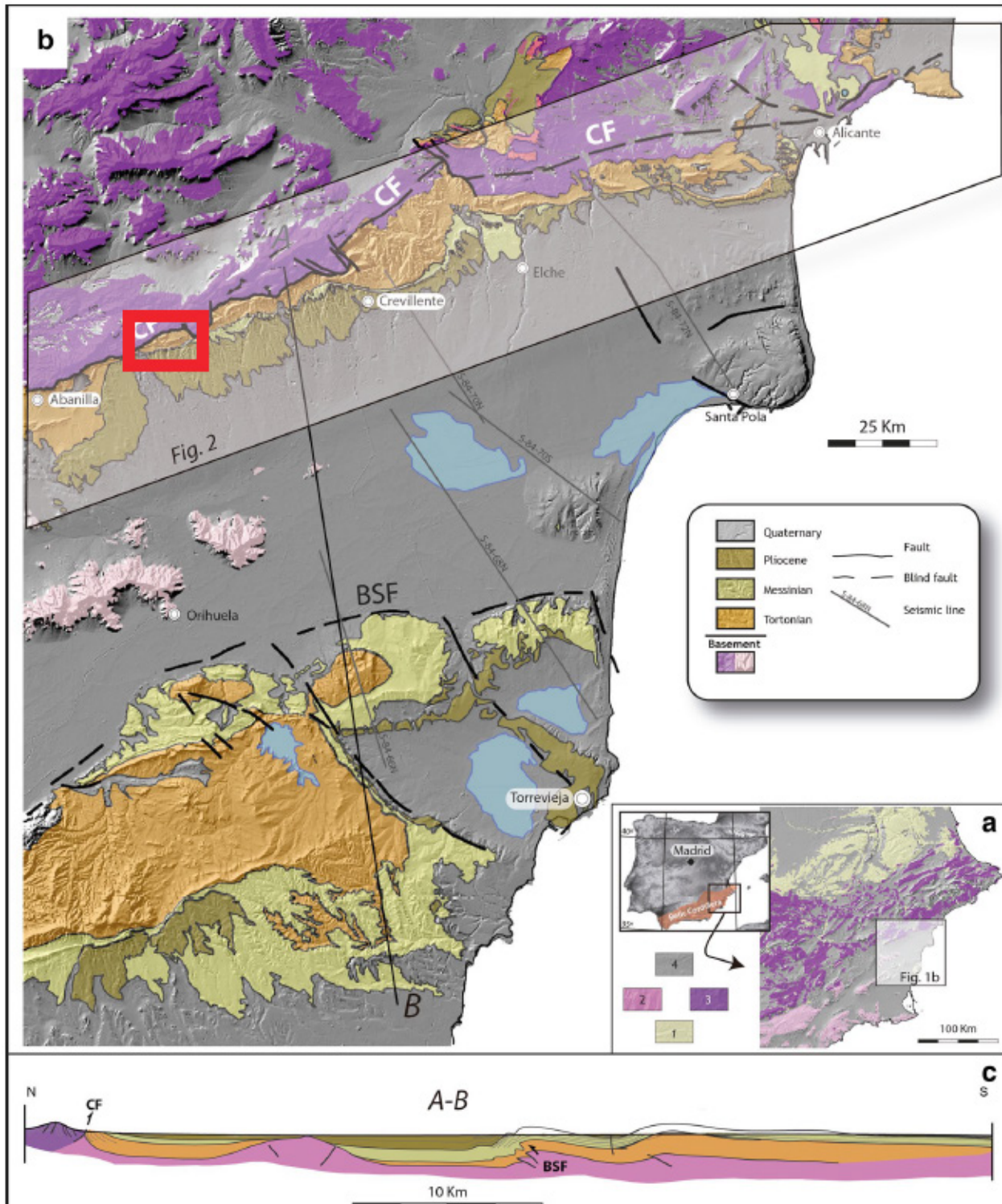


Fig. 2: a) Esquema geológico de la Cordillera Bética. 1 Antepaís Ibérico, 2 Zonas Externas, 3 Zonas Internas, 4 Cuencas terciarias y depósitos del Cuaternario. b) Mapa geológico de la cuenca del Bajo Segura. Las líneas grises indican la posición de las líneas sísmicas disponibles. CF Falla de Crevillente (sector Abanilla-Alicante), el recuadro rojo delimita la zona estudiada en este trabajo, BSF Falla del Bajo Segura. c) Sección transversal de la Cuenca del Bajo Segura, que muestra la estructura general de la misma (modificado de Martín-Rojas et al., 2015).

continental oblicua de la microplaca mesomediterránea y la Placa Ibérica (Martín-Algarra and Vera 2004, y referencias en su interior). Después de la colisión, el régimen tectónico pasó a estar caracterizado por un esfuerzo tectónico resultante de la convergencia con dirección Norte-Sur de las placas Nubia y Euroasiática, generando una compresión NNW-SSE en el Serravalliense superior (Montenat et al. 1990; Alfaro 1995). Esto a su vez dio lugar al desarrollo de estructuras de carácter compresivo, como fallas inversas y de salto en dirección, junto con pliegues asociados (p.ej., Weijermars et al. 1985; Galindo-Zaldívar et al. 2003; Sanz de Galdeano y Alfaro 2004). En la Cuenca del Bajo Segura, la deformación producida posteriormente a la colisión continental se ha concentrado en sus límites norte y sur, coincidiendo con la falla de Crevillente (Martín-Rojas et al. 2014a, b) y la zona de falla del Bajo Segura, respectivamente.

El área de estudio, corresponde a una parte del sector Abanilla-Alicante de la falla de Crevillente (Fig.2). La falla de Crevillente presenta una cinemática oblicua, con una componente principal inversa, y afecta tanto al basamento Meso-Cenozoico como al relleno Terciario y Cuaternario de la cuenca del Bajo Segura (Fig.2). Además la falla es responsable del desarrollo de pliegues de propagación en los materiales que van desde el Mioceno superior hasta el Pleistoceno (Montenat, 1997). La falla de Crevillente, es una estructura clave en la evolución reciente de la Cordillera Bética, ya que, constituye el contacto entre las Zonas Externas y las Zonas Internas en este sector, representando por tanto, el antiguo límite entre las dos placas continentales que colisionaron para formar la cordillera.

3. METODOLOGÍA

Previamente al trabajo de campo, se realizó una fase preparatoria de gabinete, la cual consistió en la elaboración de un modelo fotogramétrico 3D de alta resolución generado a partir de 1220 fotografías aéreas tomadas desde un dron. Estas, se procesaron mediante el software PhotoScan®. Este programa es

una solución avanzada para los modelos 3D basados en imágenes, cuyo objetivo es crear contenido de calidad profesional 3D a partir de imágenes fijas.

Una vez terminado el modelo, sirvió de base para elaborar un modelo de elevación del terreno (MDT) y una ortoimagen, la cual se utilizó de base para llevar a cabo la cartografía geológica en el campo. Dicha cartografía se realizó sobre un soporte digital, en concreto se usó la aplicación Field Move®.

El trabajo de campo comenzó con un análisis estratigráfico de la zona de estudio, que se inició con una definición de las distintas unidades litoestratigráficas presentes, a las que se les asignó un siglado numérico. Acto seguido, se describieron y midieron los niveles constituyentes de cada unidad litoestratigráfica. Con todo ello se levantó una columna estratigráfica, para posteriormente analizar y procesar los datos.

El trabajo continuó con la realización de la cartografía geológica y la toma de datos estructurales. A medida que se fue barriando terreno, se trazaron los contactos entre los conjuntos de materiales y se realizó una detallada toma de datos de dirección y buzamiento de los planos de estratificación, con una separación de cinco metros aproximadamente.

En cuanto al trabajo de gabinete, se generó un sistema de información geográfico a partir de la cartografía realizada en el campo. Para ello, se utilizó el software ArcGis®. Para trabajar con este programa, es necesario crear distintos shapefiles con propiedades diferentes, por ejemplo: Un shapefile que abarque todas las polilíneas que se dibujen, otro shapefile para los polígonos, en el que se representaban las áreas de los conjuntos de litologías cartografiados y finalmente, un último shapefile de puntos, para que incluyera todos los símbolos estructurales de dirección y buzamiento de los planos medidos en campo. Cuando se terminó la digitalización de la cartografía, se procedió a introducir el trabajo realizado en el software Move®, a partir del cual, se elaboró un modelo geológico 3D. En este, se introdujo el shapefile de polilíneas junto con el modelo fotogramétrico realizado con el software Pho

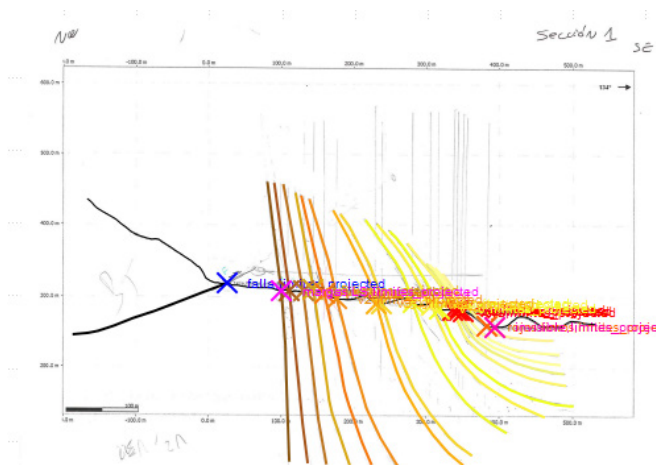


Fig. 4: sección del corte geológico 2, digitalizado con Move© y con la imagen de este escaneada. Las líneas de tonalidades marrones hasta amarillas, corresponden a los conjuntos de litologías diferenciados. La línea negra, la falla.

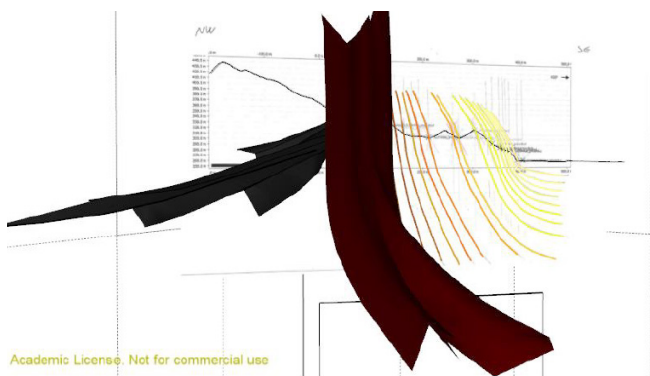


Fig. 5: sección del corte geológico 2, con la imagen de este escaneada. Se han creado las superficies que darán lugar al modelo 3D. La negra, corresponde a la falla, y la marrón al primer conjunto diferenciado. Digitalizado con Move©.

toScan©.

Con estos dos objetos, se obtuvieron quince perfiles, en los que aparecían los puntos de intersección de los contactos pertenecientes al shapefile de polilíneas con la topografía, que fueron la base para la realización de quince cortes geológicos, utilizando las medidas estructurales tomadas en campo. Cuando se obtuvieron los perfiles topográficos, se imprimieron, manteniendo la escala, con el propósito de delinear la traza de los contactos de estos conjuntos de estratos. Cuando se tuvieron todos y cada uno de los cortes geológi-

cos terminados y revisados, se inició la reconstrucción del modelo 3D con Move©. Para ello, se escanearon los cortes geológicos y se insertaron en el proyecto como imágenes. Consecutivamente, se procedió a digitalizar los cortes geológicos, para esto se seleccionó la opción de vista de sección y, dentro de cada una de estas, se dibujó el corte geológico correspondiente (Fig.3).

Una vez, trazados los contactos en cada una de las secciones, se crearon superficies correspondientes al techo y al muro de cada unidad litoestratigráfica definida (Fig.4). Llegados a este punto, ya se hubo elaborado el modelo geométrico 3D que se pretendía.

Seguidamente, se dispuso a digitalizar la columna estratigráfica. En este caso, se recurrió al programa CorelDraw©.

Se elaboró una columna estratigráfica, en la que se ven reflejadas todas las unidades litoestratigráficas.

4. RESULTADOS

A continuación se exponen los principales resultados obtenidos en este trabajo. La mayor parte de los mismos se centra en la descripción estratigráfica y en la descripción de la geometría 3D.

4.1. Descripción estratigráfica

Las litologías aflorantes de la zona de estudio se han agrupado en conjuntos, fácilmente identificables en el campo por presentar un relieve distintivo. Esto significa que siguiendo el orden estratigráfico, los conjuntos se han definido desde el muro de un material que posee poco relieve, hasta el techo del material sucesivo que da lugar a una cresta marcada. A estos conjuntos de estratos se les ha asignado el carácter informal de unidades litoestratigráficas, definidas, de acuerdo con la Guía Estratigráfica Internacional (GEI, 1980), como conjunto de estratos que constituyen una unidad, por estar compuesto predominantemente por un cierto tipo litológico o de una combinación de tipos litológicos, o por poseer otras características litológicas importantes en común, que sirvan para agrupar los estratos.

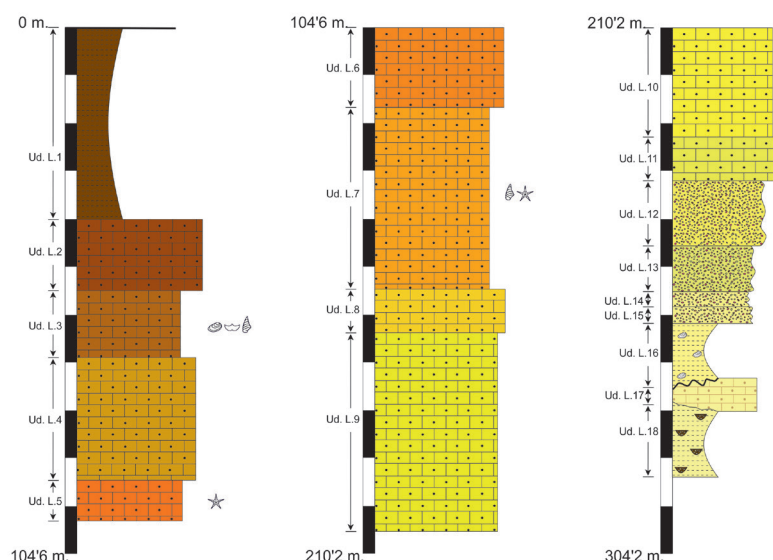
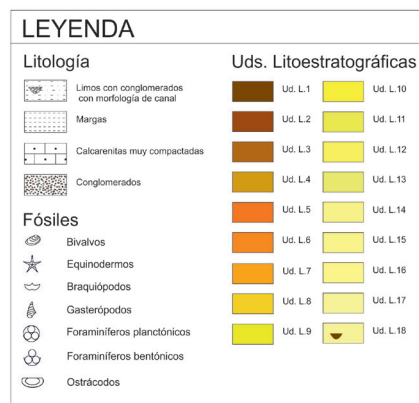


Fig.6: columna estratigráfica de la zona de estudio.

La organización general estratigráfica de la zona estudiada queda recogido en la columna de la figura 6. La disposición cartográfica de estas unidades se observa en la imagen obtenida en el mapa elaborado a partir del sistema de información geográfica elaborado que aparece en la figura 7.

Las litologías descritas en la zona de trabajo, se agrupan en 3 grandes conjuntos generales: Formación Galería de los Suizos, Unidad litológica de las Calcarenitas de Las Ventanas, y la Unidad IV.

En la zona de estudio, la Formación Galería de los Suizos (Montenat, 1977) consiste en 40 metros de margas, que corresponde a la unidad litoestratigráfica 1 (Fig.6), de edad Tortoniense, (Lancis Saéz et al. 2010). Se trata de unas margas marinas amarillentas verdosas (Fig.7) con foraminíferos planctónicos y bentónicos.

El siguiente conjunto aflorante corresponde a la unidad litológica de las Calcarenitas de las Ventanas (Tent-Manclús, 2006; Lancis Saéz et al., 2010), cuya edad es del Tortoniense su-

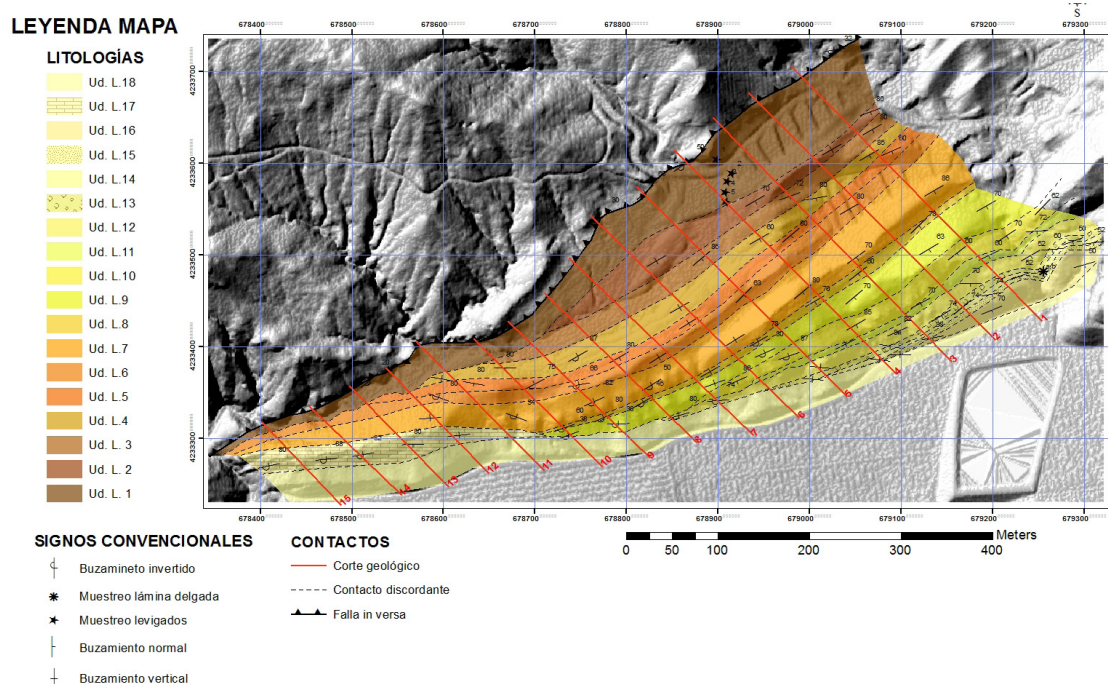


Fig. 7: mapa de la zona de estudio. Se muestran sólo una parte de las medidas estructurales tomadas, para facilitar la lectura del mapa.

perior (Fig.6). El análisis realizado para este estudio ha puesto de manifiesto que, en esta zona, esta unidad litológica está formada por dos miembros: el inferior está compuesto por una alternancia de material blando (margas y calcarenitas poco cementadas de tamaño arena), y litologías más resistentes (calcarenitas muy cementadas), con abundancia fósil de gasterópodos y equinodermos. El miembro superior se compone de una alternancia de conglomerados rojizos y blanquecinos con intercalaciones de calcarenitas deleznable y margas, con ejemplares de ostreidos de gran tamaño, algunos hasta 50 cm. Esta abarca de la Ud. L. 2 a la 16. (Fig.6).

Sobre la Unidad Litológica de las Calizas de Las Ventanas aparece el tercer y último conjunto litológico reconocido en este trabajo. Este conjunto se definió informalmente por Martin-Rojas et al. (2015) como unidad IV; estos autores afirman que se compone de conglomerados rojizos y blanquecinos intercalados con calcarenitas y margas y que tiene una edad Tortoniense-Messiniense inferior. El análisis realizado para el presente trabajo ha puesto de manifiesto que, en la zona de estudio, esta unidad se compone de dos tramos: uno inferior formado por calcarenitas de tonos rojizo-anaranjados y un tramo superior de limos rojizos con cuerpos lenticulares de conglomerados. Estos dos tramos se han denominado unidades litoestratigráficas 17 y 18,

respectivamente (Fig.6).

4.2. Descripción de la geometría

En cuanto a la descripción general de la geometría de la zona estudiada, se trata de una secuencia de crecimiento la cual se acuña en dirección a la falla, hacia el NW, y también paralelamente a la misma, hacia el W. (Fig.8, Fig.9).

El análisis del modelo geométrico en 3D pone de manifiesto la existencia de variaciones en las orientaciones de las capas tanto en sección, como en dirección. Para describir estas variaciones en detalle se utilizará una serie de cortes seriados, cuya localización se observa en la Figura 10.

En la sección 1 (Fig.11), el buzamiento de las distintas unidades oscila entre vertical en la zona más próxima a la falla medidas de buzamiento oscilan entre capas casi verticales, en la zona más próxima a la falla, hasta unos 60° en el SE. En este corte se observan todas las unidades litoestratigráficas anteriormente definidas.

En una secuencia de crecimiento, cabe esperar que los buzamientos disminuyan en una sección a medida que nos alejamos de la falla y a medida que nos desplazamos a niveles más modernos (Riba, 1976). Sin embargo, en el corte geológico 8 (Fig.12), percibimos que los buzamientos no siguen este patrón, ya que, cerca de la falla las capas buzan entre

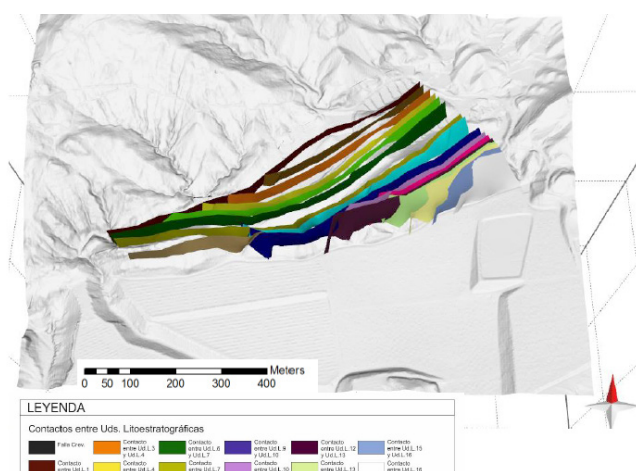


Fig. 8: vista general del modelo 3D. Se observa el acuñamiento de capas hacia la Falla de Crevillente y hacia el W de la secuencia de crecimiento. Se ha activado la base topográfica, para una visión más clara de la estructura. El N está indicado por el aspa roja de la rosa de los vientos en la esquina inferior derecha.

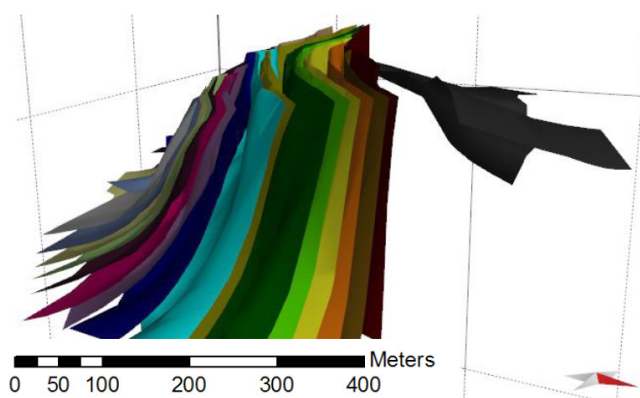


Fig. 9: vista en sección del modelo 3D. Se observa el acuñamiento de capas hacia la Falla de Crevillente, representada por la superficie de color gris oscuro. El N está indicado por el aspa roja de la rosa de los vientos en la esquina inferior derecha.

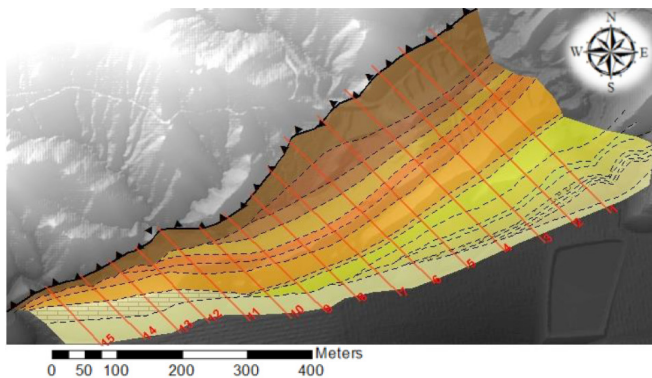


Fig. 10: localización de los distintos cortes geológicos realizados para construir el modelo 3D. Véase leyenda en la Fig.4.2.

80° y 90°, y en la parte más alejada de la falla se han medido buzamientos invertidos de hasta 35° al N. Otro dato a recalcar, es que si comparamos esta sección con la 1, vemos que faltan las unidades 10, 11, 13, 14, 15 y 16. Esto se debe al acuñaamiento de dichas unidades, tal y como puede observarse en las Fig.8, Fig.9 y Fig. 4.5.

En la sección 11(Fig.13), se observa que la deformación es menor que en sección 8, ya que, los buzamientos que encontramos alejados de la falla no están tan invertidos, oscilando entre 70° y 75° buzantes al norte. Desde el corte 8 hasta el 11, se han acuñado también las unidades litoestratigráficas 2,3, 8, 9 y la 12. Entre las secciones 10 y 11, a techo de la estructura de crecimiento se distingue la unidad litoestratigráfica 17, también en forma de cuña, cuyo ápice se sitúa al E de la estructura,

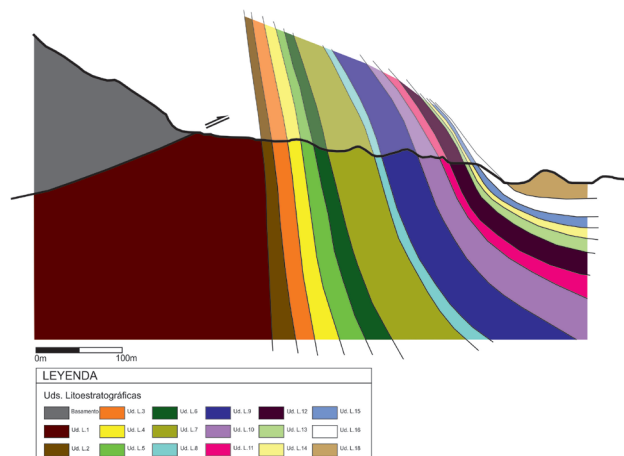


Fig. 11: corte geológico 1

y la parte más amplia se abre hacia el W-SW de la secuencia (Fig.10).

Por último, en la sección 15 (Fig.14), las capas aparecen verticales cerca de la falla y ligeramente hacia el SE, con buzamientos de 80° y 87° buzantes al N. A lo largo del espacio que comprenden estas dos secciones, se acuñan las unidades litoestratigráficas 4 y 5. También observamos que la potencia de la unidad litoestratigráfica 17 va incrementando desde la sección 11 a la 15, conformando la parte opuesta al ápice de la geometría en cuña de dicha unidad (Fig.10).

5. DISCUSIÓN Y CONCLUSIÓN

Por lo respecta al análisis estructural 3D de la geometría presente en la zona de estudio, ésta corresponde al resultado de un período

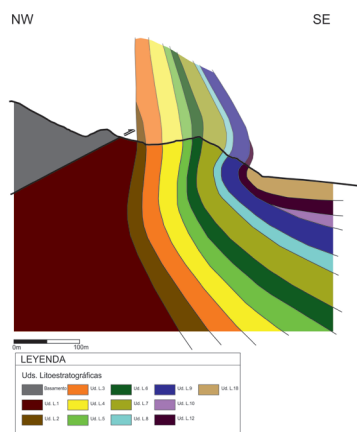


Fig. 12: corte geológico 8

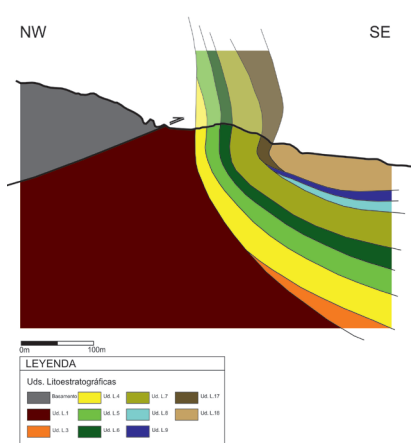


Fig. 13: corte geológico 11

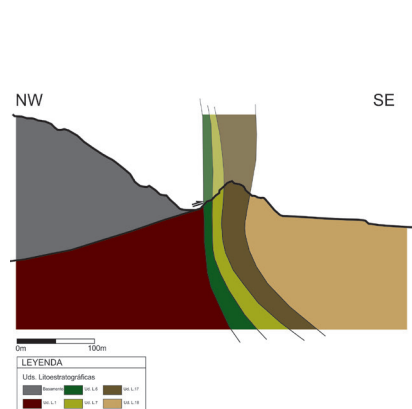


Fig. 14: corte geológico 15

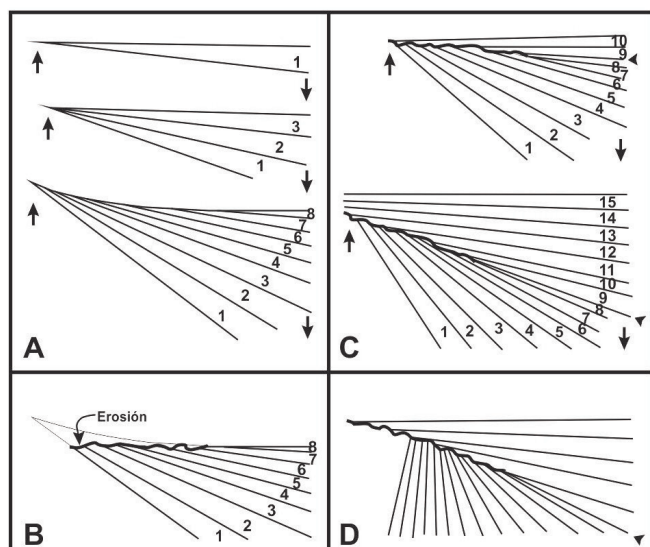


Fig. 15: esquema de evolución genética de una discordancia progresiva elaborada. (Modificado de Riba (1973 y 1976). A) Fase inicial de sedimentación en condiciones de diastrofismo acelerado con formación de capas en cuña que se abren hacia el interior de la cuenca formando un abanico de capas con solapamiento retractivo. B) Etapa de inversión tectónica con la erosión del ápice del abanico de capas. C) Etapa de sedimentación en condiciones de diastrofismo retardado con formación de un nuevo abanico, pero con solapamiento expansivo. D) Dispositivo geométrico final resultante.

de sedimentación sintectónica. El producto de la acción combinada de la deformación tectónica y la sedimentación originará una discordancia progresiva, es decir, una discordancia constituida por una acumulación vertical de cuñas sedimentarias todas ellas dirigidas hacia el flanco activo formando un abanico abierto hacia el centro de la cuenca (Riba, 1976). En el detalle, la geometría de estas cuñas depende de múltiples factores, pero principalmente de la relación existente entre la tasa de sedimentación y la tasa de deformación (Rafini y Mercier, 2002). En la figura 15 se presenta un ejemplo en el que se muestra como varía la geometría de estas cuñas manteniendo la tasa de sedimentación constante y variando la tasa de deformación (primero crece y luego disminuye). En este esquema se supone un borde de cuenca que se está levantando simultáneamente a la sedimentación, lo que condiciona que la forma de las unidades litostratigráficas sea de cuñas que se abren hacia el interior de la cuenca y se cierran hacia el borde activo donde se localizará el límite entre erosión y depósito. En la fase inicial el

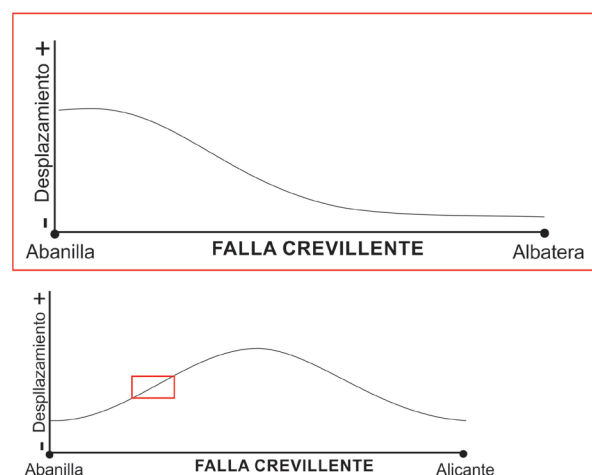


Fig. 16: A) Esquema de la variación general de la tasa de desplazamiento de la falla de Crevillente a lo largo de la misma. B) Detalle de la variación de la tasa de desplazamiento en el sector estudiado.

movimiento de levantamiento del relieve adyacente sería acelerado y la extensión de las cuñas disminuye con el tiempo (Fig.15, A). En un momento determinado, correspondiente al de la máxima deformación se produce la erosión de las partes más proximales de las cuñas (Fig.16, B). A partir de este momento, se entraría en un intervalo de tiempo de deformación decelerada en la que se depositan unidades en forma de cuña, pero tienden a cubrir el frente activo (Fig.15, C). En definitiva, podemos afirmar que, las geometrías de cuñas de las estructuras de crecimiento pueden ser interpretadas en términos de tasa de desplazamiento de las estructuras que las producen, de modo que los ápices de dichas cuñas marcan las zonas más próximas a la máxima deformación.

En cuanto a la geometría del área de estudio, su principal particularidad es que las cuñas no sólo se abren hacia la cuenca (como en el modelo clásico de Riba antes expuesto), sino que el análisis 3D ha puesto de manifiesto que se abren oblicuamente con respecto a la dirección de la falla (Fig.8 y Fig.9). Esto indica

que, por un lado, la zona comprendida al N de la falla de Crevillente se elevaba con respecto a la cuenca, pero además, se producían variaciones laterales de esta variación. Es decir, dado que las cuas observadas se abren hacia el E en la zona de estudio (Fig.8 y Fig.9), implicaría que, en la parte occidental, la falla de Crevillente presentaría una mayor tasa de deformación, la cual disminuiría progresivamente hacia el E.

De forma general, lo más habitual es que una falla presente una mayor tasa de desplazamiento en su zona central y ésta disminuya paulatinamente hacia sus bordes (Fig.16, A). Este patrón general se cumple en el caso de la falla de Crevillente, tal y como pusieron de manifiesto Martín-Rojas et al. (2015). Sin embargo, lo anteriormente expuesto implicaría que, al analizar con detalle la variación lateral de la tasa de desplazamiento, esta no es regular, ya que en la zona de estudio existiría un punto en el cual la tasa de deformación aumenta para luego disminuir (Fig. 5.1B). Esto podría ser debido a la existencia de estructuras transversales a la falla que implicaran cambios bruscos en la tasa de desplazamientos, como por ejemplo fallas de transferencia; para poder corroborar esta hipótesis sería necesario llevar a cabo estudios detallados de los materiales del basamento aflorantes al N de la falla de Crevillente con el objetivo de tratar de identificar las mencionadas fallas de transferencia.

6. CONCLUSIÓN

El Modelo geométrico en 3D obtenido, ha permitido observar y conocer la disposición de las unidades litoestratigráficas informalmente definidas. Se ha reconocido una secuencia de crecimiento asociada a la falla de Crevillente, o lo que es lo mismo, una discordancia progresiva con sedimentación simultánea a la deformación tectónica. El análisis detallado de la geometría de las cuñas de estratos en esta discordancia progresiva ha puesto de manifiesto la existencia de variaciones laterales en la tasa de desplazamiento de la falla de Crevillente, de tal modo que, en la zona

de estudio, dicha tasa presenta un máximo en la zona occidental, disminuyendo progresivamente hacia el este.

7. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Alfaro, P. (1995). Neotectónica en la Cuenca del Bajo Segura (Cordillera Bética oriental). Tesis doctoral Universidad de Alicante, España, 217 pp.

Alonso-Chaves, F.M., Andreo, B., Arias, C., Azañón, J.M., Balanyá, J.C., Barón, A., Booth-Rea, G., Castro, J.M., Chacón, B., Company, M., Crespo-Blanc, A., Delgado, F., Díaz de Federico, A., Esteras, M., Estévez, A., Fernández, J., Fornós, J.J., Galindo-Zaldívar, J., García-Casco, A., García-Dueñas, V., García-Hernández, M., Garrido, C.J., de Gea, G.A., Gelabert, B., Gervilla, F., González-Lodeiro, F., Jabaloy, A., López-Garrido, A.C., Luján, M., Martín-Algarra, A., Martín-Chivelet, J., Martín-Martín, M., Molina, J.M., Morata, D., Nieto, J.M., Nieto, L.M., Obrador, A., O'Dogherty, L., Orozco, M., Pérez-López, A., Pomar, L., Puga, E., Ramos, E., Rey, J., Rivas, P., Rodríguez-Cañero, R., Ruiz-Cruz, M.D., Ruiz-Ortiz, P.A., Sàbat, F., Sánchez-Gómez, M., Sánchez-Navas, A., Sandoval, J., Sanz de Galdeano, C., Soto, J.I., Torres-Roldán, R.L., Vera, J.A., Villas, L. (2004) "Cordillera Bética y Baleares". En: Vera, J.A. Eds, Geología de España. Madrid. SGE-IGME.

Galindo-Zaldívar, J., Gil, A. J., Borque, M.J., González-Lodeiro, F., Jabaloy, A., Marín-Lechado, C., Ruano, P., Sanz de Galdeano, C. (2003) Active faulting in the internal zones of the central Betic Cordilleras (SE, Spain). *Journal of Geodynamics* 36: 239-250.

GEI (1980) Guía Estratigráfica Internacional, Reverte, Barcelona, 205 pags, (Traducción al español de Hedberg, H.D. –editor- 1976: International stratigraphic guide. John Wiley & Sons, Herd, 1976).

Giner, J.J., Molina, S. (2001) Sismicidad y riesgo sísmico en la Comunidad Autónoma

Valenciana. Editorial Club Universitario, Alicante, 106 pp.

Lancis Sáez C., Tent Manclús J.E., Soria Mingorance J.M., Corbí Sevilla H.A., Dinarès Turell J., Yébenes Simón A. (2010) Nannoplankton and planktonic foraminifera biostratigraphy of the eastern Betics during the Tortonian (SE Spain). *Rev Esp MicroPal* 42(3): 321–344.

Martín-Algarra, A., Vera, J. A. (2004) La Cordillera Bética y las Baleares en el contexto del Mediterráneo Occidental. En: *Geología de España*, J. A. Vera, Ed. SGE-IGME, Madrid, 890 pp.

Martin-Rojas, I., Alfaro, P., Estévez, A. (2014a) Caracterización estructural y actividad tectónica reciente de la Falla de Crevillente. In: Álvarez-Gómez, J.A., Martín González, F. (eds) *Una aproximación multidisciplinar al estudio de las fallas activas, los terremotos y el riesgo sísmico*, Segunda reunión ibérica sobre fallas activas y paleosismología, Lorca: 39-42.

Martin-Rojas, I., Alfaro, P., Estévez, A. (2014b) Evolución tectónica del borde norte de la cuenca de Bajo Segura. Implicaciones en la evolución de la Falla de Crevillente (sector Abanilla-Alicante). *Cuaternario y Geomorfología*, Vol 28 (3-4): 85-94.

Martín-Rojas, I., Alfaro, P., Estévez, A. (2015) 3D geometry of growth strata in a fault-propagation fold: insights into space-time evolution of the Crevillente Fault (Albanilla-Alicante sector), Betic Cordillera, Spain. *International Journal of Earth Sciences (Geologische Rundschau)*, DOI 10.1007/s00531-015-1143-9.

Montenat, Ch. (1977). Les bassins néogènes et quaternaires du Levant d'Alicante à Murcie (Cordillères Bétiques orientales, Espagne). *Stratigraphie, paléontologie et évolution dynamique*. Docum. Lab. Géol. Fac. Sci. Lyon. 69: 345 p.

Montenat, Ch. (1997). Carta geológica de las formaciones néogenas y cuaternarias en las

regiones d'Alicante et de Murcia (Espagne), Echeelle 1/100.000. Coparex, Paris.

Montenat, C., Ott d'Estevou, P., Coppier, G. (1990). Les bassins néogènes entre Alicante et Cartagena (Espagne). *Doc et Trav I.G.A.L.*, 12-13: 313-368.

Rafini, S., Mercier, E. (2002) Forward modelling of foreland basins progressive unconformities. *Sed Geol* 146: 213-233.

Riba, O. (1973) Las discordancias sintectónicas del Alto Cardener (Pirineo Catalán), ensayo de interpretación evolutiva. *Acta Geol Hisp.*, 8: 90-99.

Riba, O. (1976) Syntectonic unconformities of the Alto Cardener, Spanish Pyrenees: a genetic interpretation. *Sediment. Geol.*, 15: 213-233.

Sanz de Galdeano, C., Alfaro, P. (2004) Tectonic significance of the present relief of the Betic Cordillera. *Geomorph* 63, pp.178-190.

Tent-Manclús, P. (2006). Estructura y estratigrafía de las sierras de Crevillente, Abanilla y Algayat: su relación con la Falla de Crevillente. Tesis doctoral Universidad de Alicante, España, 1008 pp.

Weijermars, R., Roep, ThB., Van den Eeckhout, B., Postma, G., Kluiverlaan, K. (1985) Uplift history of a Betic fold nappe inferred from Neogene-Quaternary sedimentation and tectonics (in the Sierra Alhamilla and Almería. Sorbas and Tabernas Basins of the Betic Cordilleras, SE Spain). *Geol Mijnow* 64: 397-441.